

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的 調査観測による地下構造調査

Seismic Reflection Surveys and Borehole Experiments at the Median Tectonic Line (Wakayama Pref. Area)

岩田知孝・浅野公之・関口春子・山田浩二⁽¹⁾・末廣匡基⁽¹⁾

Tomotaka IWATA, Kimiyuki ASANO, Haruko SEKIGUCHI, Koji YAMADA⁽¹⁾ and Masaki SUEHIRO⁽¹⁾

(1) (株) 阪神コンサルタンツ

(1) Hanshin Consultants Co. Ltd., Japan

Synopsis

The Median Tectonic Line is one of the longest active fault zones in Japan. The active faults in Kongo-Izumi area is running near the populated area in Kansai. Our research group has started to study this active fault zone in detail to get the information for developing the long-term earthquake evaluation and the strong ground motion prediction in 2014-2016FY. Here we explain the results of seismic reflection surveys and borehole experiments conducted in this research program and indicate several findings on the source faults in the shallower portion and characteristics of the sediments of Wakayama area.

キーワード：中央構造線，和歌山平野，反射法地震探査，ボーリング調査，VSP調査

Keywords: Median Tectonic Line, Wakayama plain, Seismic reflection survey, Boring experiment, Vertical seismic profiling

1. はじめに

中央構造線断層帯は、近畿地方の金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘、別府湾を経て由布院に達する全長約444 kmの長大な断層帯である。この断層帯は、過去の活動時期や断層の形状等の違い、平均的なずれ速度分布などから、10の区間に分けられている（地震調査研究推進本部，2017）。

この10区間のうち、断層帯の東に位置する、①金剛山地東縁区間、②五条谷区間、③根来区間は、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）として、奈良県香芝市から五條市を経て和歌山県和

歌山市に至る断層帯である。この断層帯の長期評価（断層帯の活動区間や各区間の活動度、活動様式、および地震規模）や強震動評価（対象断層帯が活動した場合の周辺地域の地震動）に資する調査研究はなされてきているが、本断層帯は活動度が高いことと、震源域近傍には和歌山市をはじめとして和歌山県の人口密度の高い地域があることから、「活断層で発生する地震を対象とした重点的調査観測」の調査対象断層帯として2013年から3か年にわたって重点的な調査観測が行われた。この調査観測の成果は、地震調査研究推進本部の長期評価や強震動評価等に活用されている。本稿では、本重点調査観測の研究テーマの中の、「断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査

観測」で実施された、人工地震による探査とボーリング調査についての報告を行う。なお、本重点観測の調査報告は地震調査研究推進本部によって公開されている（地震調査研究推進本部，2016）。

2. 調査内容

本重点調査の対象断層地域である，中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間においては，これまでに国・地方自治体・研究機関等によって反射法地震探査が行われている（例えば，吉川・他，1992；笠原・他，1998；Sato et al., 2015）。本調査では，それらの観測測線の合間の断層帯を南北に横切る測線（和歌山北測線および岩出測線），南北の測線を横切る，和歌山平野内を対象とした東西の測線（和歌山一紀の川測線）での反射法地震探査を実施するとともに，岩出測線付近において，300 m級のコアボーリングとVSP調査を実施し，和歌山平野の堆積層構造に関する知見を得た。

各測線の測線長や観測位置についての情報をTable 1に掲載する。和歌山北測線は，和歌山県和歌山市の紀ノ川右岸堤防から和歌山大学付近に至る国道26号線で行われた。岩出測線は，同県岩出市宮から新風吹トンネルに至る県道63号で行われた。和歌山一紀の川測線は，和歌山市上黒谷から紀ノ川市北志野に至る県道7号粉河加太線で行われた。

また，ボーリングは，岩出測線の南端に近い，岩出市高瀬において実施された。

反射探査の震源には，中型バイブレータを用い，受震装置には，GPS信号による時刻較正時計を持つ，独立型レコーダを用いた。発震点間隔，受震点間隔はともに10 mで，インライン発震（測線上で発震をする）観測を行った。既往の研究成果から想定される測線下の堆積層基盤面深度が約1 kmであることから，基盤面がイメージングできる震源および周波数帯域を用いている。

和歌山北測線と岩出測線の現地作業は平成25年12月1日から平成26年1月13日に行い，発震作業は，和歌山北測線が平成25年12月9日から17日，岩出測線が平成26年1月6日から13日に行った。また，和歌山一紀ノ川測線は，現地作業期間が平成26年12月15日から平成27年1月23日，発震は平成27年1月5日から1月23日に行われた。反射法解析には，反射法地震探査の標準的なデータ処理（Fig. 1に処理フローを示す）を実施し，深度断面図を作成した。

岩出におけるボーリングは，オールコアボーリングおよびVSP（Vertical Seismic Profiling）調査を含め，平成27年9月29日から平成28年1月24日に実施された。次章において，各測線およびボーリング

調査結果を示す。

Table 1 Information of reflection survey lines

測線名	測線延長	探査位置
H25 和歌山北	約 4.2 km	和歌山市湊～中
H25 岩出	約 5.7 km	岩出市宮～根来
H26 和歌山一紀ノ川	約 11.7 km	和歌山市上黒谷～紀ノ川市北志野

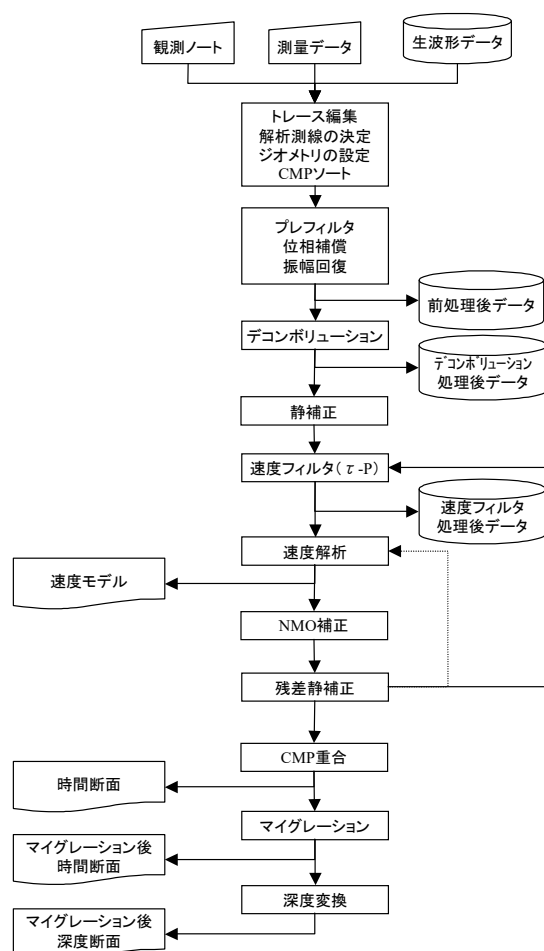


Fig. 1 Flowchart of the reflection survey analysis in this study.

3. 各反射法測線の調査結果

3.1 H25和歌山北測線

Fig. 2では，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）（宮田ら，1993；牧原ら，2004）に都市圏活断層図（岡田ら，1996a，1996b）による断層線のトレースを乗せた地図に，測線位置を赤で示した。Fig.

3には和歌山北測線の解釈図を示した。測線地図上の赤数字はCMP位置を示していて、Fig. 3の深度断面図のCMP番号と対応している。

基盤岩は概ね南から北側に向かって深くなる。基盤岩上面と推定される位置をFig. 3に赤破線で示している。また、堆積層内で連続性が見られる反射面がいくつか見られるため、それらをAからDの反射面として橙色で示した。

反射法地震探査から判断される中央構造線の位置は、探査測線の南側から連続する堆積層の反射面が追えなくなるCMP310付近と見られ、都市圏活断層図における伏在断層の位置と対応している。この位置における中央構造線の傾斜角は高角で、境界付近における基盤岩の深度は約1,000 mである。基盤岩は周辺の地質状況から、中央構造線の北側で和泉層群、南側で三波川変成岩類と推定される。両者の境界はこの断面図には明らかではない。

Fig. 3の断面図に示した反射面Aは中央構造線と推定した位置（CMP310あたり）から北側にも分布し、CMP320付近にごく僅かな上下変動（北側が浅い）が見られるため、これを中央構造線に關係する活動と判断する可能性も考えられる。しかし、今回の探査は堆積層基盤面深度程度を対象としたP波反射法地震探査であることから、表層付近の空間的分解能は十分ではないと考えられることや、より深いイベント列のB面およびその上面で見られる弱い反射面には、断層より北側での反射面がほとんど見えないことから、A面のCMP320付近における変形が断層運動に起因するものと判断することはできない。

堆積層中の構造として、水平に分布する反射面については以下のような特徴がある。B面およびC面はほぼ平行に見え、その上面で見られる反射面はほぼ水平と見える。一方、C面より下層で不整合が見られ、また、D面を境に上下の堆積層の傾斜がやや異なるようにみえる。これらは堆積時期による活動の変化が考えられる。

都市圏活断層図に記載されている磯ノ浦断層との位置関係からCMP140付近で断層が存在する可能性が予想された。磯ノ浦断層は地形地質的な背景から予想された断層であることから、この位置での基盤岩の鉛直成分の変位が期待された。反射法探査結果からはCMP150付近から南に傾斜していく反射面が存在していることが見て取れるが、明瞭な鉛直方向の変動は見られない。

一方、CMP150付近から南に傾斜する反射面までのP波速度は約2.6 km/sと推定されている。この値は初動読み取りによる表層の速度解析結果とも矛盾がない。P波速度2.6 km/sという値は、表層付近

の堆積物と考えると、速度が大きい。測線位置図と地質図との対応からこの部分は和泉層群における堆積物の境界と見られる。

和泉層群内の反射と推定されるCMP150～220付近に見られる反射面はCMP230～310付近で弱くなり追跡が難しくなる。この区間は破碎帯として存在する可能性が考えられる。

3.2 H25岩出測線

先と同様、Fig. 4に地質図に測線を記載したもの、Fig. 5に解釈を入れた深度断面図を示す。H25和歌山北測線と同様、堆積層反射境界と基盤岩境界とも概ね南から北に向かって深くなる傾向が見える。しかし、CMP660付近から北側では低角に北傾斜する反射面が複数見られ、基盤岩に相当する反射面の同定は難しい。

地表付近における中央構造線（根来南断層）は、都市圏活断層図の活断層線から、反射法測線のCMP610付近と見られ、反射断面でもそこで地下の反射断面の様子が急変していることに対応する。この付近の基盤岩深度は約850 mと推定される。この断面では、中央構造線の北側是和泉層群の下に菖蒲谷層が食い込む構造となっている。この傾向は、中央構造線がほぼ鉛直に存在すると考えられる和歌山北測線と異なり、測線位置として近い、吉川ら(1992)あるいは笠原ら(1998)の断面と似ている。CMP700～800あたりの深度600～700 m程度に存在する反射イベントが構造境界を表していると仮定し、白点線によって中央構造線の傾斜を推定した。このような形状をしているとすれば、中央構造線の傾斜角は深さ500 m程度までが50～60°北傾斜、それ以深はより低角の北傾斜ということになる。

都市圏活断層図には、CMP690および710付近で根来断層と交差する。反射法断面にも浅い部分ではあるが、この付近で北傾斜を示す弱い反射面を確認することが出来ており、地下の根来断層の形状を表していると考えている。この反射面の傾斜角は25～30°程度とかなり低角である。

3.3 H26和歌山一紀の川測線

Fig. 6に地質図に測線を記載したもの、Fig. 7に解釈を入れた深度断面図を示す。

測線を通じて、連続性の良い反射面が明瞭である。ほぼ水平に連続する反射面が、地表面の直下より、深度600 m付近まで見られる。既存の地質図より、段丘堆積物と菖蒲谷層群（牧本ら、2004）に相当する反射面と考えられる。一方、堆積層基盤面は、約1.5～2.5 kmの波長をもち、150～200 m程度の比

高の緩やかな起伏のある明瞭な反射面と見える。この反射面は、調査断面を通して追跡でき、東にかけて浅くなる傾向がみてとれる。既存の地質図や反射法探査結果 (Sato et al., 2015) などより、紀の川以南に広く分布する三波川変成岩に属する基盤岩の上面に対応する反射面と考えることができる。

基盤岩 (三波川変成岩) の上面にはこのような波長の起伏はあったことがわかった。これは地表でもみられる、付加体構造の風化の度合の空間的違いによるもので生じたものかもしれない。この基盤には、上下変位を伴う明確な断層構造は次の2か所を除いて認められない。CMP1400の標高-600 m付近において、鉛直落差50 m程度の小規模な断層が基盤面に推定される。基盤岩上面付近の反射面の形状から東側隆起の逆断層と推定されるが、それより上位の堆積物に変形は認められない。また、CMP200の標高-650 m付近においても、基盤岩上面の反射面に不連続が見られる。3倍に鉛直誇張された反射断面では西側隆起の逆断層にも見えるが、実際この断面に現れている見掛けの傾斜角は低角度 (7~8度) であるので、単純な逆断層構造とは考えにくい。その直上の反射断面には上位の堆積層に撓曲するような弱い変形が見られるが、基盤の逆断層構造やその運動によるものというより、中央構造線断層帯の横ずれ運動に伴った変形が生じているのかもしれない。

3.4 岩出でのボーリング調査

和歌山平野においては、長尺のボーリングは水野ら (1999) しかなく、菖蒲谷層の堆積環境といった地質的な情報や、地震波速度といった地球物理学的パラメータが直接測られた場所がなかった。そこで、H25岩出測線沿いで菖蒲谷層を貫き、基盤である三波川帯に到達する長尺ボーリングを行い、堆積層のコアを得る地質学的情報、及びVSPによる地球物理学的な情報である弾性波速度分布を得るとともに、これによって反射法断面の活用を行うことを目的とした。用地交渉の結果、岩出測線沿いの岩出市高瀬地内においてボーリング調査を実施した。H25岩出測線のCMP100地点から東約56 mの地点で、北緯34.257694度、東経135.313183度、標高22 mである。掘削長は300 mとした。堆積層部分のコアを取得し、詳細分析は火山灰抽出分析と古地磁気調査を実施した。また、300 mまで掘削したボーリング孔を用いて、P波及びS波のVSP探査を行い、深さ300 mまでの地震波速度プロファイルを作成した。

基盤岩は三波川結晶片岩、その上位に菖蒲谷層

群および段丘堆積層、沖積層が重なり、地質学的基盤岩である三波川結晶片岩の上面は163.8 mに現れた。岩質が硬質となる約180 mまでオールコアリングを行い、それ以深はノンコアボーリングによる掘削を深度300 mまで行った。Fig. 8にボーリング柱状図を示す。Photo 1から7にボーリングコア写真の例を示す。堆積層部分の上半部が砂礫優勢であるのに比して、深度100 m以深はシルト層が優勢となり、とくに基盤岩 (三波川変成岩) 直上の深度144.6 m~163.0 mには層厚約20 mのシルト層が確認された。H25岩出測線では、堆積層の浅い方の反射イベントが弱い一方、深い方では反射イベントが明瞭であったことと、このボーリングによる堆積物の状況はよく対応している。

深度140 m付近は、H25岩出測線のボーリング地点直近 (CMP100) 付近においてB面が推定されていた深度にほぼ一致する。基盤岩の上位に分布する未固結堆積層は、菖蒲谷層群に属するNG-4とNG-5 (水野ら, 1999) に区分される可能性がある。なお、基盤岩直上の深度156.7 mと160.2 mには目視により火山灰と見られる層があったが、火山ガラスをほとんど含まないことより、広域火山灰との対比はできなかった。また、深度22.75 m以浅に見られる砂礫~玉石混じり砂礫は、明確な地質的根拠はないものの、層相の違いから段丘堆積層として区分した。

次に、古地磁気分析を行った。古地磁気測定の結果をFig. 9に示す。深度50 mから100 mの区間で負→正の傾向が見受けられ、130 mから150 mの区間で正→負の傾向が認められた。しかしながら、この結果のみでは数値年代を決定する事は出来なかった。

次にVSP調査の結果を示す。ボーリング孔内に挿入した受振器で地表の震源から発する地震波を一定間隔の深度で観測し、伝播速度を求める。ここでは、孔口から20 m離れた地点に震源車 (P波及びS波) を置いたオフセットVSP調査を行った。P波とS波の走時曲線と区間速度 (速度分布) をそれぞれFig. 10, Fig. 11に示す。速度は、堆積層と基盤である三波川帯の境界で大きく変化しているが、堆積層内には顕著な速度コントラストはなく、Vpが2 km/s程度、Vsが0.6 km/sと、普通の未固結な堆積層での数値に見える。三波川帯は基盤面近傍の目視でもやや風化しているといった部分を除けば、P波、S波速度とも地震基盤程度の高速度となっている。

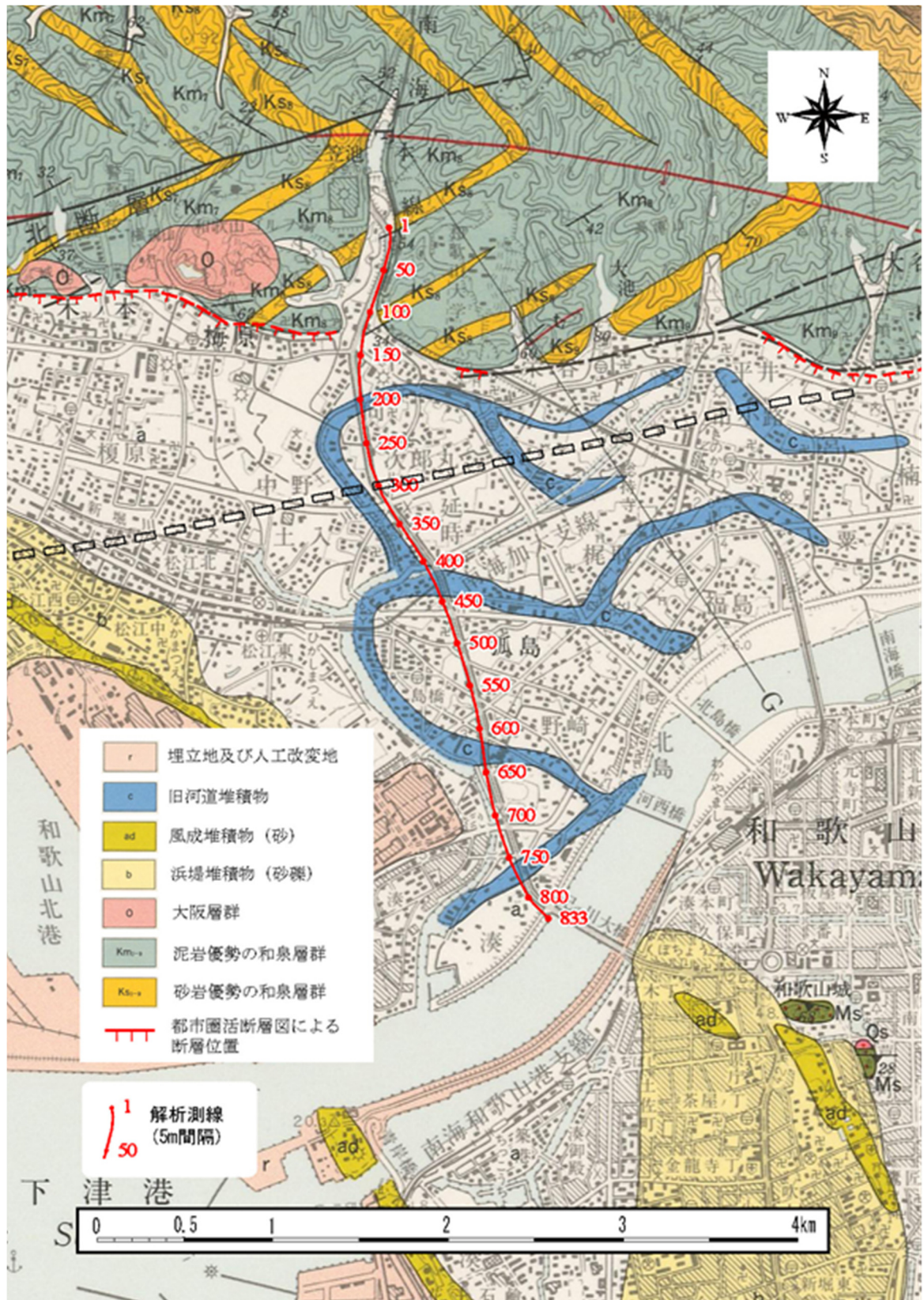


Fig. 2 Map of H25 Wakayama Kita survey line. Geological map by Miyata et al. (1993) and the active fault map (Geospatial Information Authority of Japan) are used.



Fig. 4 Map of H25 Iwade survey line. Geological map by Miyata et al. (1993) and the active fault map (Geospatial Information Authority of Japan) are used.

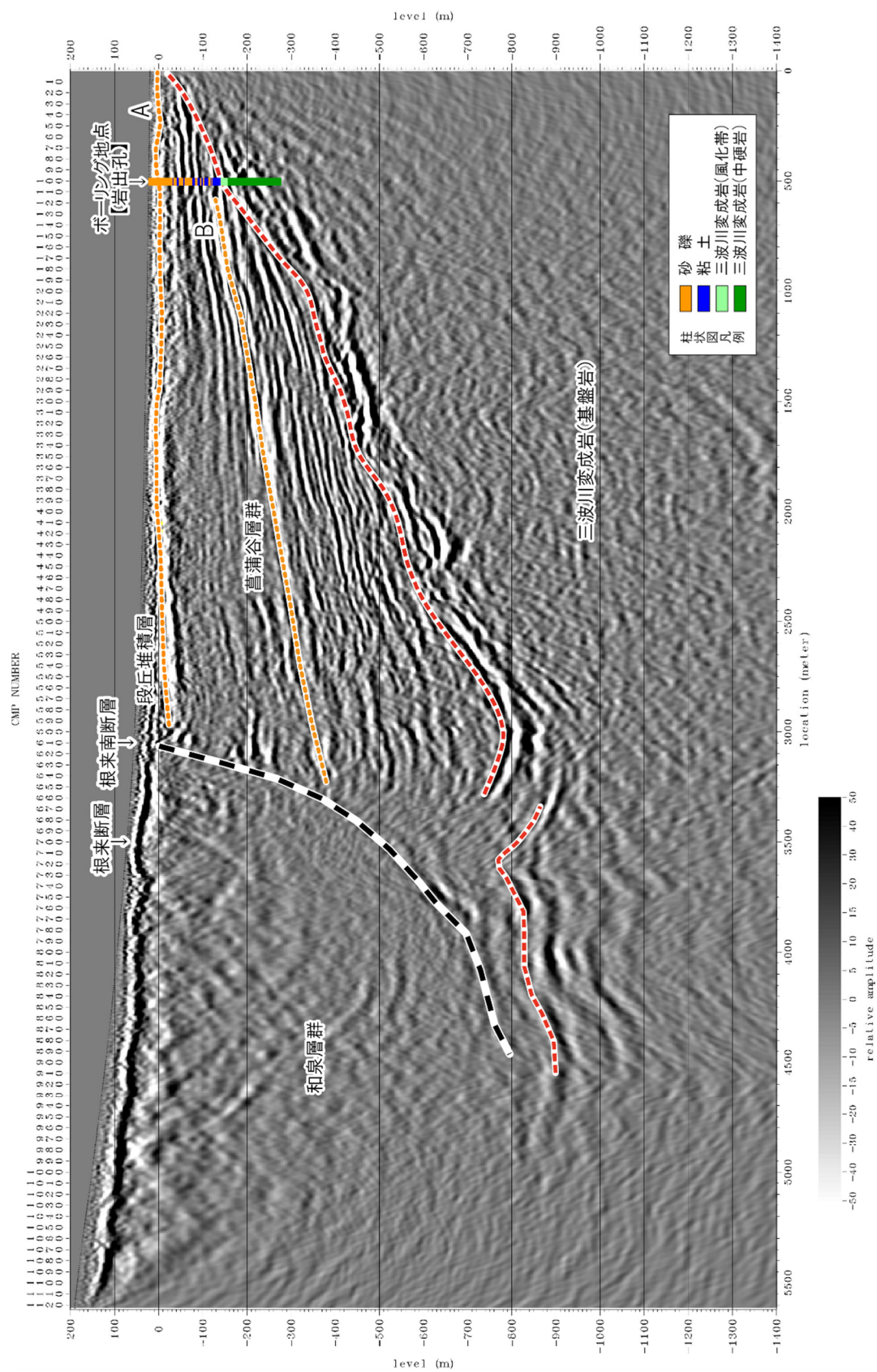
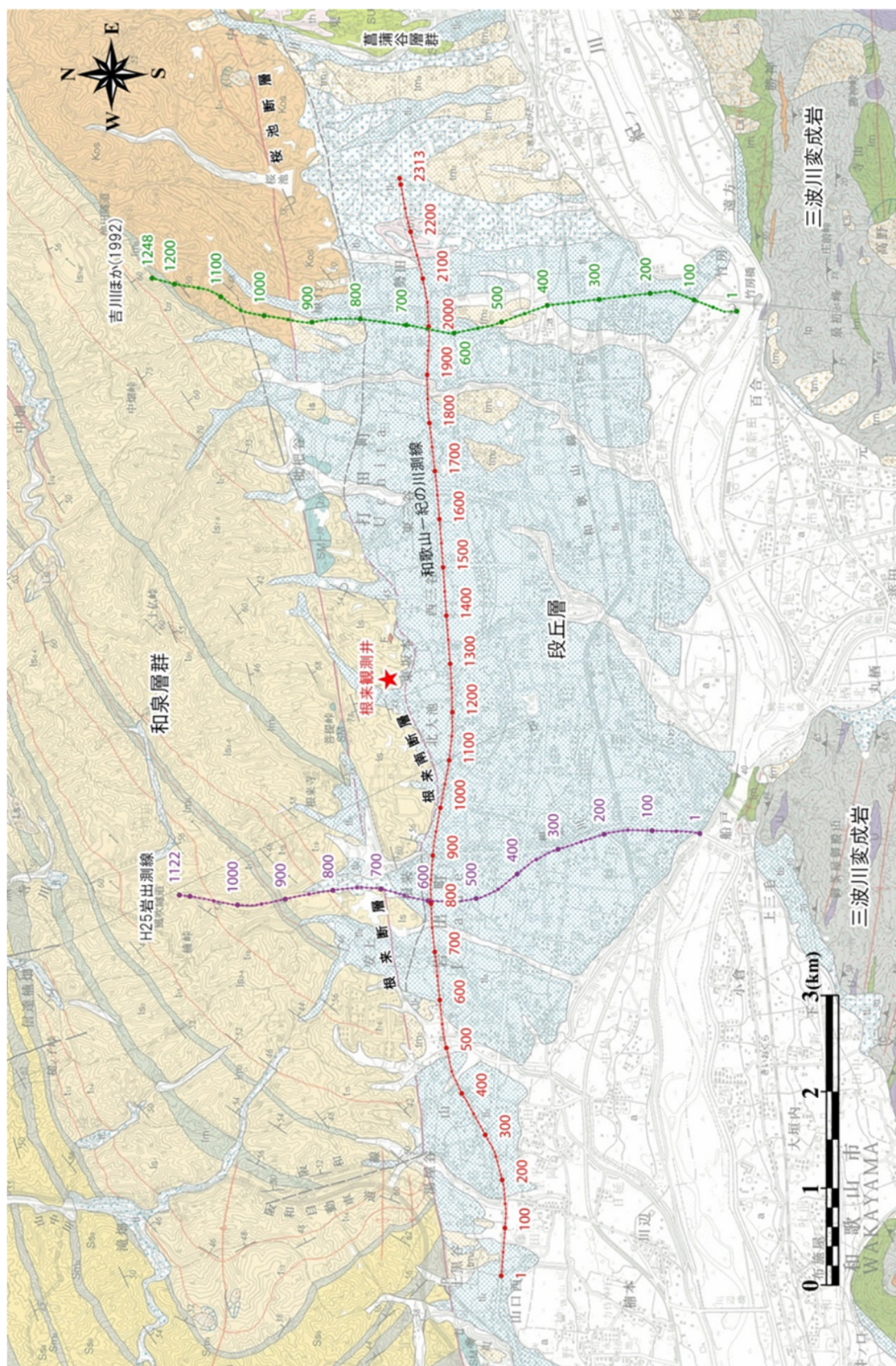


Fig. 5 Seismic profile of H25 Iwade line. The vertical exaggeration is 2.



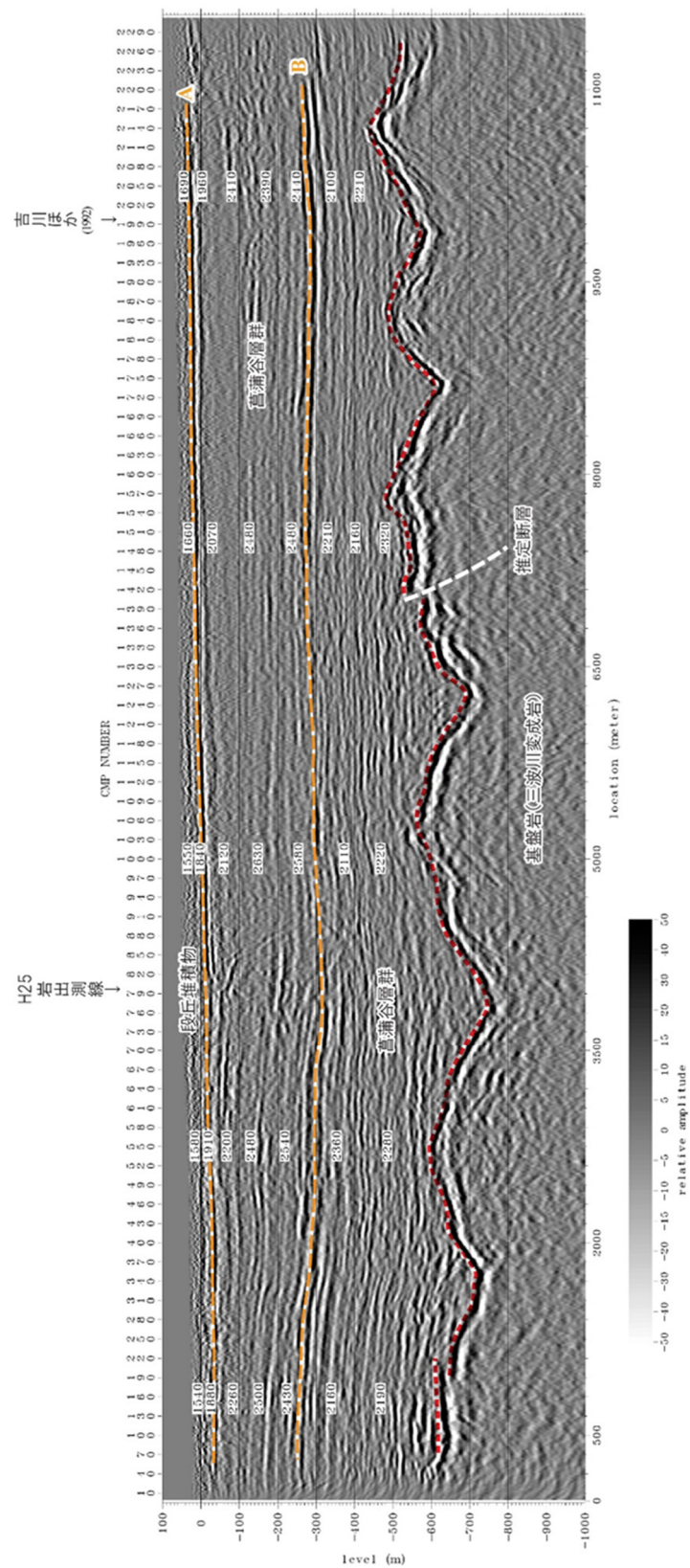


Fig. 7 Seismic profile of H26 Wakayama-Kinokawa line. The vertical exaggeration is 3.



Photo 1 Example of boring core (depth 15m-18m).



Photo 2 Example of boring core (depth 54m-57m).

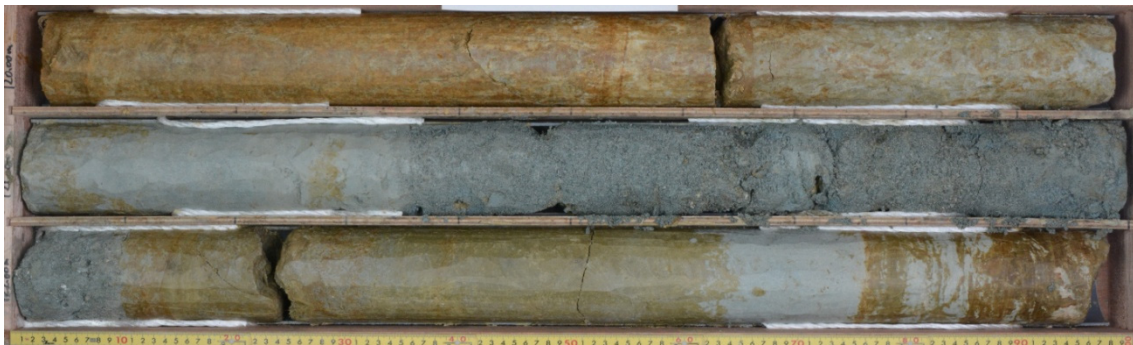


Photo 3 Example of boring core (depth 120m-123m).

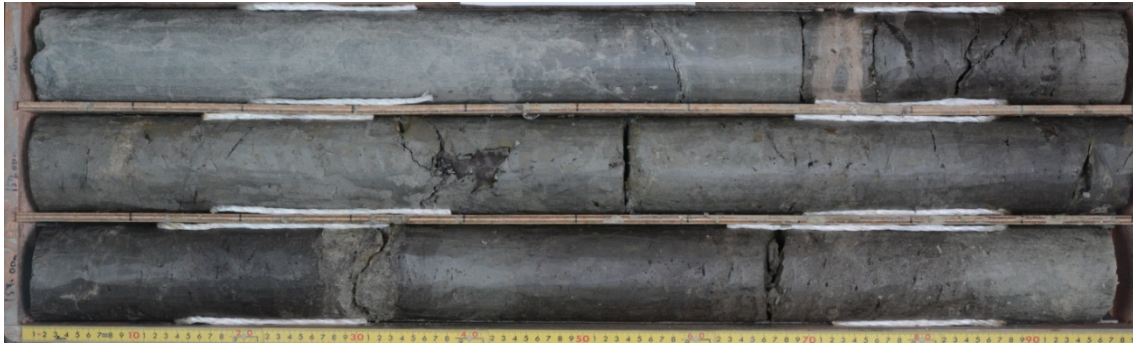


Photo 4 Example of boring core (depth 156m-159m).



Photo 5 Example of boring core (depth 159m-162m).



Photo 6 Example of boring core (depth 162m-165m). Sanbagawa metamorphic rock was met at 163.8m



Photo 7 Example of boring core (depth 186m-189m).

深度: 0.00~100.00m

孔口標高: TP22.36m

標尺 (m)	地質区分	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置
4	埋土	1.35	1.35		砂礫	・玉石含む。 ・砂礫に硬質。 ・チャート、砂岩、珪質泥岩の玉石が比較的に多く混じる(基質は炭灰)。 2.35~2.50m 基質(粘土混じり中粒~粗粒砂)が挟っており、礫径(φ20mmまで)も小さい。		
8		6.95	6.95		砂礫			
12		11.00	11.00		粘土混じり砂礫	・礫径50mm~90mm(角状不揃い)。 7.60~7.95m、8.30~8.80m 玉石混じり砂礫。 7.95~8.30m 粘土混じり砂礫、基質支持。φ3~20mmの角や面角礫が多い。礫礫を含む。 8.80~9.20m 礫混じり細~中粒砂(硬質)。 9.20~11.00m 粘土混じり砂礫。玉石が混じる。9.50~9.55m 細~中粒砂。	黄灰・緑灰・黒灰 緑灰に黄褐色混じる	
16		11.65	11.65		玉石混じり砂礫	・基質は中~粗粒砂、礫径はφ4~20mm程度の面角~角礫が多い。基質支持部に礫質支持部を挟む。玉石、礫礫が混じる。 13.53~13.60m、14.50~14.55m、14.60~14.65m 細~中粒砂が卓越する。	緑灰に炭灰混じる	
20					玉石混じり砂礫	・基質は中~粗粒砂? (炭灰混じり)が、一部は残る。玉石、礫礫が混じる。 17.80~17.90m 基質支持(砂質部)。 19.80~20.00m 基質支持。	緑灰に炭灰混じる	
24	砂礫	22.75	22.75			・基質は中粒~粗粒砂、礫質は極粗粒砂~φ20mm程度の面角及び角礫が多い。 ・玉石混じる→礫径が大きいと、礫質支持部など基質の炭灰が著しい。 23.00~23.60m 玉石混じり、φ30~60mmの面角礫多い。 24.00~24.50m 基質支持。 26.16~26.18m 細~中粒砂をレンズ状に挟む。 27.35~27.50m 基質支持。 28.50~28.90m 礫混じり細~中粒砂(炭灰混じり)。 29.00~29.35m 礫質粘土混じり細~中粒砂。 30.30~30.50m 礫混じり細~中粒砂。 32.83~32.85m 粘土が卓越。 33.63~33.75m 基質支持。 36.25~36.35m 粘土分が多く、基質支持。 36.35~36.70m 細~中粒砂主体(炭灰)。下部は礫混じり、下部ほど粗粒になる(上方細粒化を示す)。 37.34~37.45m 礫混じり細~中粒砂(炭灰)。 37.45~37.48m 暗緑灰色粘土をレンズ状に挟む。 39.75~39.80m 細~粘土混じり細粒砂。 41.10~41.18m 礫混じり中~細粒砂。 41.74~41.78m 基質支持。 45.00~45.10m 基質支持。	緑灰に炭灰混じる	
48		47.10	47.10		粘土混じり砂礫	・玉石混じる(礫質支持)。基質炭灰。48.00~48.10m 礫混じり砂。 ・φ30~50mmの角礫が多い。基質炭灰。 ・礫質(極粗粒砂~φ30mm程度の角~面角礫)支持。玉石が混じり、基質の一部炭灰。 ・コア炭灰。	炭緑灰に炭灰混じる	
52		51.35	51.35		粘土混じり砂礫	・礫質(φ3~30mm程度の角礫が多い)支持。 ・極細~細粒砂混じりシルト、極細~細粒砂層をレンズ状(α水平)に挟むところもある。 ・基質は中~極粗粒砂、礫質はφ30mm程度までの角及び面角礫(チャート、結晶片岩)が多い。 ・玉石が混じる(一部で基質炭灰)。礫礫を含む。 57.15~57.25m 基質支持。 57.60~57.70m 基質支持。 61.20~61.30m 粘土部多い(礫混じり粘土質部~中粒砂)。 61.70~62.00m 礫混じり中~粗粒砂で、下部ほど細粒(上方粗粒化を示す)。 62.00~62.20m 基質支持。 ・極細~細粒砂質シルト(中粒砂混じり)。 ・比較的に均質で、下部は極細粒~中粒砂が混じる。 68.30~68.37m 砂混じりシルト~粘土。 ・下砂礫に炭灰混じる。 ・基質は中~粗粒砂で、礫質は極粗粒砂~φ30mm程度の角礫。礫質支持(最上部は基質支持)。 ・玉石が、ところどころ混じる(結晶片岩、チャート)。 72.00~72.10m 基質支持。 72.67~72.75m 粘土~礫混じり細~中粒砂。 73.00~73.10m 基質支持。 77.65~77.75m 礫混じり中~細粒砂。 77.75~77.90m 基質支持。 78.40~78.46m 砂混じり粘土。 78.96~79.08m 砂混じり粘土。	炭灰に褐色沈着層を挟む	
64	粘土	61.00	61.00		砂質シルト		炭灰	
68		61.85	61.85		粘土		黒に炭灰混じる	
72	砂礫	68.37	68.37		粘土混じり砂礫		炭灰に灰・緑灰混じる	
76								
80	粘土	79.30	79.30		シルト		黒に炭灰混じる	
84		80.05	80.05		砂混じりシルト	・80.05~80.30m 極細~中粒砂混じりシルト。80.30~80.65m 礫混じり砂質シルト。80.65~81.33m 極細~細粒砂混じり粘土。 ・基質は中~粗粒砂、礫質は極粗粒砂~φ30mm程度の角礫が多い。礫質支持、礫礫を含む。 ・ところどころ玉石が入る(上位の砂礫層と比べると、玉石は少ない)。 81.75~81.90m 基質支持。 82.42~82.50m 基質支持。 84.00~84.35m 基質支持。 87.00~87.25m 基質支持。 87.90~88.10m 基質支持で、粘土分が優勢。 88.50~88.95m 基質支持。 93.00~93.65m 基質支持。 93.73~93.76m 粘土質部~中粒砂。 93.76~93.93m 中粒砂(局所不良)。 96.00~96.20m 基質支持。 96.45~96.48m 粘土質部~中粒砂が優勢。 99.00~99.10m 基質支持。	炭灰	
88	砂礫	81.33	81.33		粘土混じり砂礫		炭緑灰に炭灰混じる	
92								
96								
100		99.70	99.70					

Fig. 8 Geological column diagram.

孔口標高: TP22.36m

柱狀圖：— 材 ▲ 摩擦片 *////* 摩擦管 *vvvv* 火山灰

— 38 —

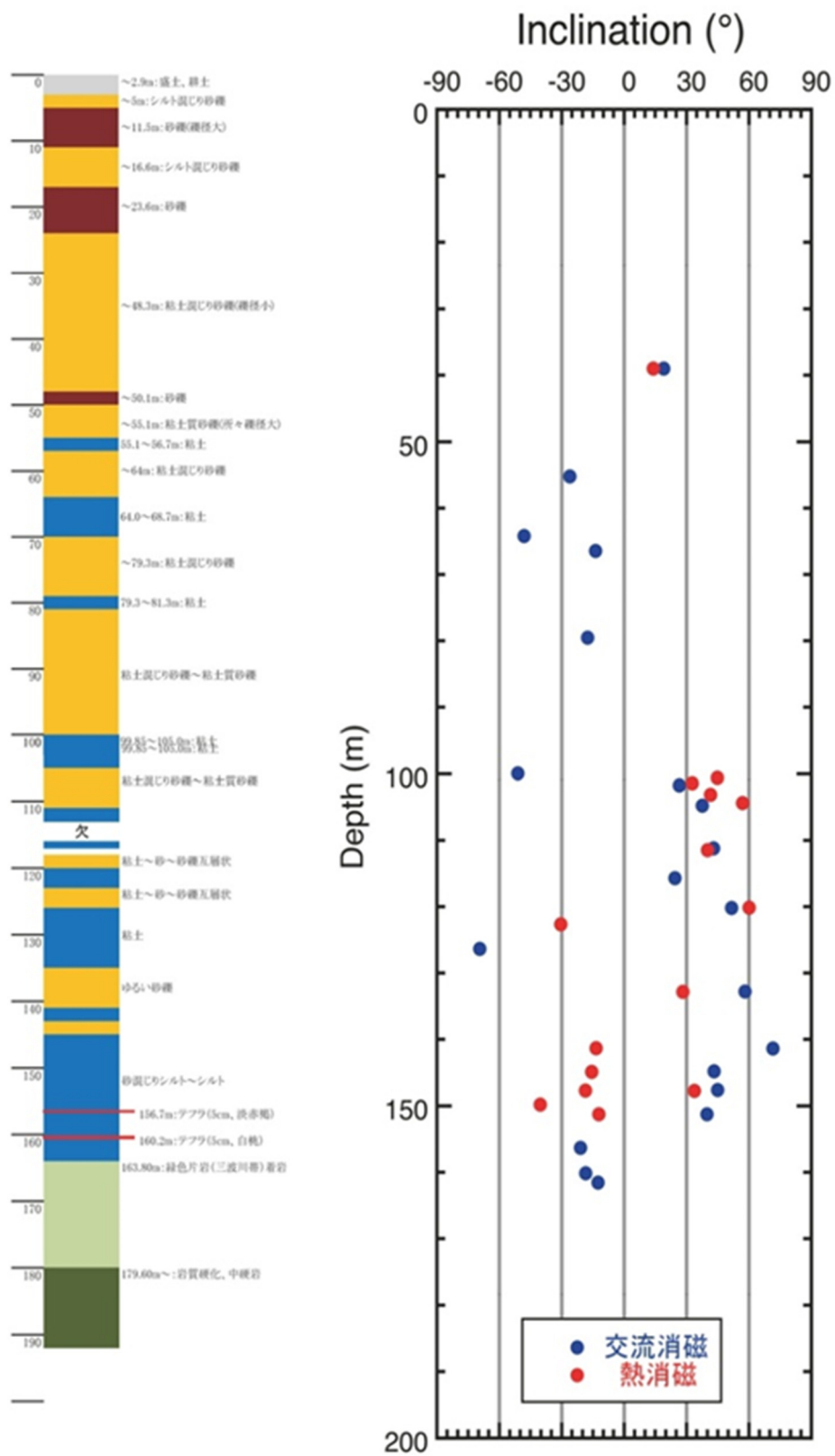


Fig. 9 Paleomagnetic intensity diagram.

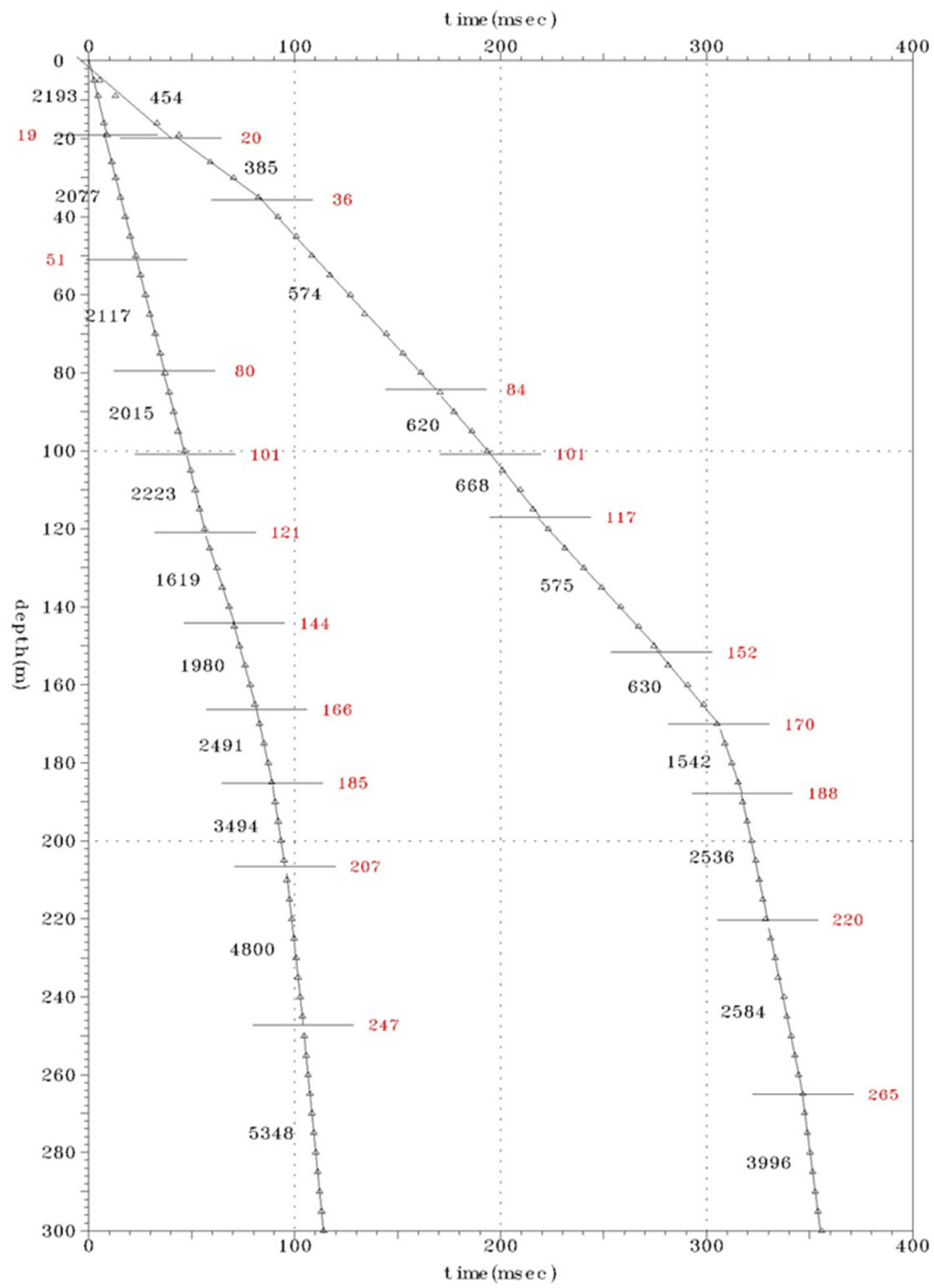


Fig. 10 Travel time curves of P- and S-waves.

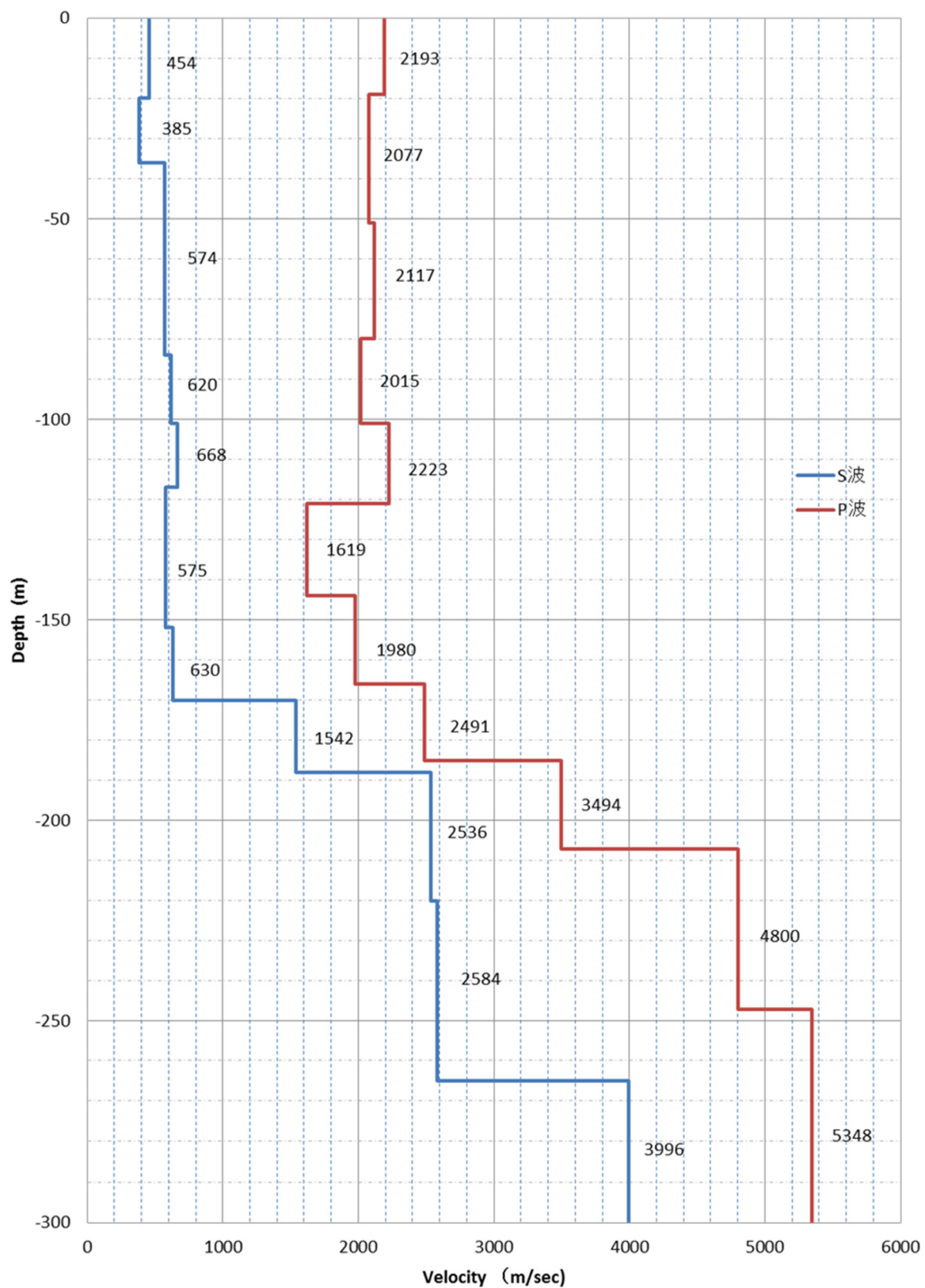


Fig. 11 Interval velocities of P- and S-waves.

4. 和歌山市～岩出市～紀の川市の反射法断面に基づく地下構造

本稿で紹介してきたように、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（平成 25～27 年度）の断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測において、中央構造線断層帯を南北に横切る H25 和歌山北測線、H25 岩出測線、断層帯の南側の和歌山平野を対象とした断層帯に平行な東西測線（和歌山－紀ノ川測線）での反射法地震探査を実施した。加えて、笠原ら(1996)の調査の再解析を実施した。また、本調査観測の、研究テーマ「活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測」において、根来断層と根来南断層の形態を明らかにするための紀泉台測線、研究テーマ「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」では、和歌山平野西部の和歌山市域において、地下構造を明らかにするために、和歌山城測線での反射法地震探査を行った。これらの測線に加えて、当該地域で先行研究として実施されている吉川ら(1992)の測線を Fig. 12 に示し、Fig. 13 にそれぞれの測線の断面図を同縮尺で記載した。これらにより、和歌山平野中西部域の紀ノ川南部の三波川変成岩地域から、和泉層群が露出する和泉山脈までの地下構造が明らかとなってきたと考えている。以下に、断層や地下構造などに関する得られた知見をまとめる。

基盤岩（三波川変成岩類）の構造：三波川変成岩は紀ノ川以南に露出することが知られている。南北走向の測線の反射法探査断面から、その上面は北側に傾斜し、和泉山脈下に潜り込む形状であると考えられる。基盤岩面は平らではなく、たわみなどが見られるが、隣り合う測線間で系統的な特徴まではつかむことができない。

今回、和歌山平野下の三波川変成岩類の東西構造をはじめて知ることになった、H26 和歌山－紀ノ川測線では、基盤面に緩やかな起伏は連続して観測され、基盤岩の分布深度は、西から東にかけて

やや浅くなっていることがわかった。基盤面に現れている緩やかな起伏は、付加体形成時の特徴を表しているのかもしれない。

地質境界としての中央構造線断層帯：紀ノ川以北の和泉山脈に分布する中生界白亜系の和泉層群と、三波川変成岩とが接する狭義の中央構造線は、調査地域においては深さ約 1 km を超える地下深部に潜在することや、三波川変成岩の上に堆積する新第三系～鮮新・更新統の菖蒲谷層群の上に和泉層群が張り出して複雑な形態を示していることから、これらの反射法断面には明確にとらえられてはいない。ここに示した一連の探査で確認できるのは、和泉層群と、三波川変成岩類を不整合に覆って分布する菖蒲谷層群が接する地質断層である。この断層は、Fig. 13 に見られるように直線性が高く、断層地形が明瞭な根来断層より南側に並行して分布し、地表に見られる根来南断層と対応しているように見える。断層地形の明瞭な根来断層の地下形状が、根来南断層と比較して反射断面図では明瞭でないのは、根来断層が主として横ずれ運動を起こしているためと考えることができる。

堆積層（菖蒲谷層群）の特徴：菖蒲谷層群は、砂礫やシルトなどを主体とする未固結堆積物であり、反射断面では明瞭な反射面が連続的に見られる特徴がある。連続した反射面の発達程度から、浅部と深部に 2 分することができて、深部は連続した反射面がより発達している。この特徴は、水野・他(1999)のボーリング地質柱状図や、平成 27 年度に岩出測線で実施したボーリング地質柱状図にも端的に表れていて、堆積層内の下半分は砂礫、シルト層が互層となっていることともよく対応している。このような視点で、Fig. 13 の各測線の断面において、反射面の傾向が変わる境界面（反射面）を点線で書き入れた。この境界は、本稿の岩出測線と岩出ボーリングの関係、および根来ボーリング（水野ら、1999）の情報と、ボーリング近傍の反射測線（吉川ら、1992）の対比から、水野ら(1999)が指摘している NG-5 層の上面に対応する可能性があると考ええる。

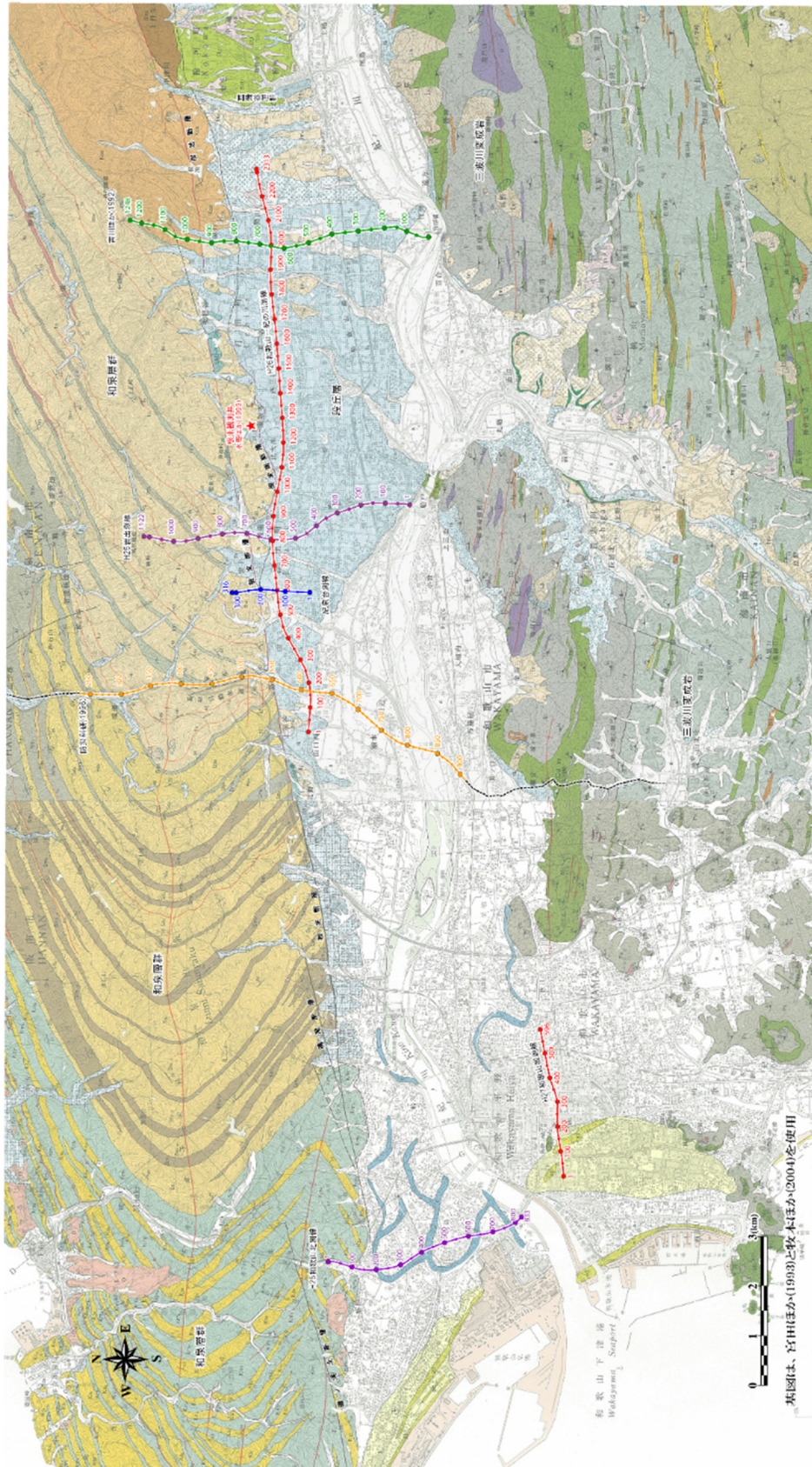


Fig. 12 Seismic reflection survey lines in Wakayama, Iwade, and Kinokawa cities related to the Median Tectonic Line in this area.

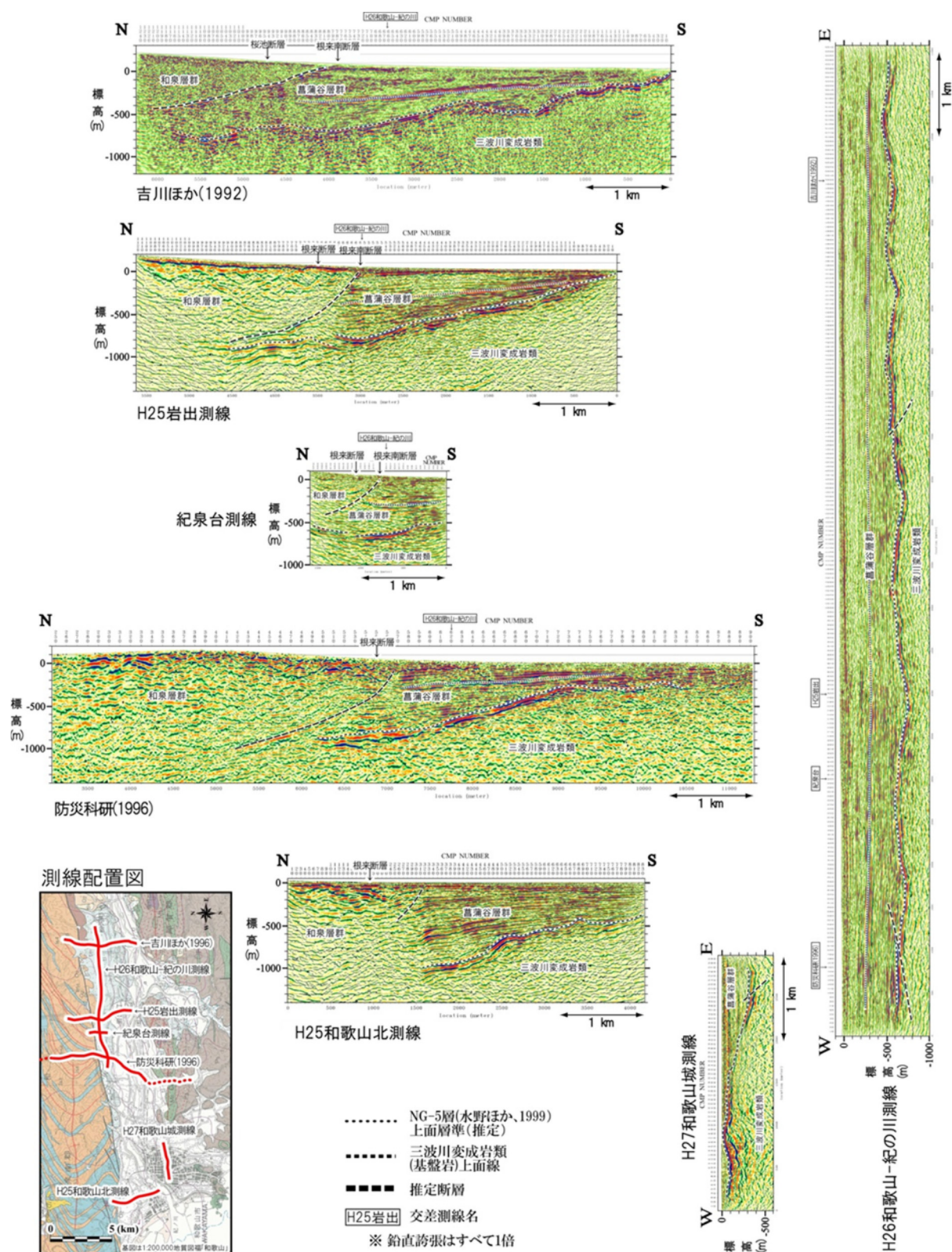


Fig. 13 Seismic profiles of the survey lines shown in Fig. 12. No vertical elongations are selected.

5. おわりに

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（平成25～27年度）の断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測において、当該地域の深さ1 km程度までの地下構造と地質、地震波速度構造を得るために、平成25年度に対象断層帯の和泉山脈南縁区間を横切る調査として、和歌山北測線、岩出測線でのP波反射法地震探査を、平成26年に断層に平行な、和歌山平野の和歌山市から紀の川市にかけての和歌山－紀の川測線の探査を実施した。また平成27年度には、岩出測線の近傍で、掘削深度300 mのコアボーリングを実施し、VSPによる地震波速度構造を推定した。本稿においては、これらの調査結果を記載している。なお、岩出ボーリングのコア資料は現在、大阪市立自然史博物館に保管されている。

謝 辞

本稿は、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（平成25～27年度）の調査観測の研究グループメンバーおよび実施にあたって協力いただいた関係各位に感謝する。

参考文献

笠原敬司・青井真・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂 (1998): 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 1998 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-P019, 1998.

牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭 (2004): 粉河地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 89pp.

宮田隆夫・牧原博・寒川旭・市川浩一郎(1993):和歌山及び尾崎地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 68pp.

水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高 (1999). 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, vol. 105, pp. 235-238.

文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所(2015): 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測 平成 25 ～ 27 年 度 成 果 報 告 書 https://www.jishin.go.jp/database/project_report/mlt_juten/mlt_juten-h27/ (2020 年 8 月 31 日参照)

吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕 (1992): 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 第 40 号, pp. 177-186.

地震調査研究推進本部中央構造線断層帯（金剛山地東縁～湯布院） (2017): https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/rs_chuokozosen/ (2020年8月25日参照) .

Sato, H., N. Kato, S. Abe, A. N. Horne, and T. Takeda (2015): Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, Tectonophysics, Vol. 644-645, pp. 58-67, DOI: 10.1016/j.tecto.2014.12.020.

（論文受理日：2020年9月3日）